## RICHESSES GÉOLOGIQUES

DU DÉPARTEMENT DE L'ARDÈCHE

GEORGES NAUD

L'Ardèche, avec sa voisine La Drôme, est un des rares départements français dans lequel les richesses géologiques sont telles qu'il est possible d'y raconter l'histoire de la Terre sur près de 500 millions d'années. Ces richesses résultent, d'une part de la position particulière de la région, à cheval sur le Massif Central cristallin au nord et le vaste bassin sédimentaire du Sud-Est, et, d'autre part, de la présence d'une carapace volcanique morcelée mais très développée et reliée au grand ensemble des volcans du Massif Central. Derrière une telle diversité géologique se cachent de nombreux événements, brefs ou longs, dont les principaux sont la formation d'une chaîne de montagnes, envahissements et retraits de la mer, une tentative de création d'un océan, l'installation de lacs à plusieurs époques, des éruptions volcaniques, des changements climatiques avec aridité ou glaciations et, enfin, l'établissement de régimes continentaux comme celui actuel. Tous ces événements ont l'érosion, accompagnés par inlassablement, tend à faire disparaître tout relief qui voit le jour.

L'Ardèche nous démontre alors que la Terre est en perpétuelle transformation même si, à l'échelle humaine, il est parfois difficile de s'en rendre compte et, de ce fait, de s'en convaincre.

Un visiteur, même néophyte en géologie, qui parcourt l'Ardèche en tous sens, perçoit très vite la diversité des paysages qui résulte, en grande partie, de la grande variété de roches qui composent le sous-sol. Si à cette variété nous ajoutons d'autres paramètres naturels comme la morphologie, la végétation, le climat et des facteurs humains dont l'occupation du sol, l'habitat voire les traditions et coutumes, il devient aisé de comprendre pourquoi l'Ardèche offre plusieurs régions naturelles : Bas-Vivarais et Coiron au sud, Monts du Vivarais et Piémont vivarois au nord, Montagne ardéchoise,

Boutières et Cévennes au centre et enfin, Rivage à l'Est, en rive droite du Rhône.

L'histoire que je vais raconter ici se veut, en quelque sorte, un préambule à la connaissance plus approfondie du sous-sol de notre département et de son évolution géologique. C'est pourquoi je ne présenterai que quelques étapes majeures de cette histoire et les formations géologiques et phénomènes associés. Toutefois, cela sera suffisant pour comprendre les multiples changements de visage qu'a connus l'Ardèche au cours des Temps géologiques.

## A L'ORIGINE : «L'HIMALAYA» OU «LES ALPES» D'ARDÈCHE (540 - 300 Ma)

#### **UN PEU D'HISTOIRE**

J'ai choisi ce titre de paragraphe pour donner une image simple de ce que devait être l'Ardèche, il y a 300 millions d'années environ (millions d'années = Ma dans la suite du texte). En effet, à cette époque qui appartient à la grande subdivision des Temps géologiques appelée «Paléozoïque» ou «Ere Primaire», s'est formée, non seulement en Ardèche mais aussi dans une grande partie de la France et de l'Europe, une grande chaîne de montagnes dont un modèle pourrait être l'Himalaya ou les Alpes. Cet ensemble montagneux appelé «chaîne hercynienne» ou «varisque» voit son histoire commencer vers 540 millions d'années, au tout début du Paléozoïque, avec la présence d'un véritable océan séparant deux continents. Ces deux continents se déplaçant à la rencontre l'un de l'autre, l'océan se réduit peu à peu au point de disparaître. C'est ce qui arrivera aussi, bien plus tard, à l'océan qui existait entre l'Inde et le continent nord asiatique avec, pour conséquence, la formation de l'Himalaya. Le mouvement de convergence ou de collision se poursuivant, une chaîne de montagnes apparaît avec une transformation des sédiments déposés dans l'océan disparu et d'une partie des continents impliqués dans cette collision (Ledru et al., 1989; Naud, 1990).

## UNE CHAÎNE DE MONTAGNES : UN VÉRITABLE LABORATOIRE SOUTERRAIN!

La transformation évoquée précédemment comprend, tout d'abord, le «métamorphisme». Il s'agit de modifications induites par des augmentations de température et de pression avec présence ou non de fluides, eau principalement. Le métamorphisme affecte toutes les sortes de roches, sédimentaires, volcaniques ou déjà métamorphiques ou granitiques, qui deviennent des «roches métamorphiques». Le résultat transformations, dont l'intensité varie selon la situation dans la chaîne de montagnes et le type de chaîne, est la naissance de roches feuilletées ou litées, plus ou moins cristallines. La nature de la roche originelle joue aussi dans le résultat final. Ainsi, par exemple, des argiles donnent des schistes, des micaschistes, des gneiss, tandis que des grès se transforment en quartzites, des laves basaltiques amphibolites, des granites en gneiss, etc. Si la température et les pressions augmentent beaucoup, les roches commencent recristalliser en donnant un mélange de parties bien cristallines et de zones où le litage acquis précédemment se trouve plus ou moins bien conservé. Une roche présentant un tel mélange est appelée «migmatite». Si la transformation est réalisée dans des conditions encore plus sévères, les roches recristallisent entièrement pour donner, dans la plupart des cas, des granites. Ces granites, dits de fusion ou «d'anatexie», comportent encore quelques vestiges, parfois importants, des roches dont ils dérivent. Ils peuvent encore évoluer vers des granites plus homogènes appelés «granites tardimigmatitiques» c'est-à-dire, tardifs par rapport à l'apparition des migmatites. Ces «granites tardifs» forment des massifs de taille relativement réduite et bien délimités contrairement aux granites d'anatexie qui donnent d'énormes masses (une grande partie du Massif Central français est constitué par un vaste dôme de granite d'anatexie appelé «dôme du Velay»). Il faut signaler que le phénomène de fusion fait apparaître des minéraux particuliers comme la «cordiérite» qui donne des sortes de taches arrondies que les géologues appellent des «châtaignes», ce qui va bien en Ardèche! De teinte bleutée, à l'origine, la cordiérite s'altère rapidement à l'air pour donner des taches de couleur rouille, facilement repérées sur les roches où elle est présente.

Avec le métamorphisme, phénomène très complexe que je viens d'évoquer, il y a aussi les déformations géométriques par plissement, fractures et failles, phénomènes tout aussi complexes. En effet, si la pression a entraîné, lors du métamorphisme, la cristallisation de minéraux et leur disposition en feuillets ou lits, les contraintes subies par la région se traduisent aussi sous forme de plissements et de cassures à toutes les échelles, millimétriques à hectométriques, voire kilométriques (fig. 1). Malheureusement, ces structures ne sont généralement pas aussi visibles dans les paysages ardéchois que dans les Alpes ou l'Himalaya. Il faut alors une étude minutieuse de terrain et des moyens d'observation élaborés pour les mettre en évidence. Pour une observation ordinaire, des plis de taille centimétrique à décimétrique sont décelables dans les schistes, les gneiss ou les amphibolites, constituant une preuve tangible déformations qui accompagnent l'élaboration d'une chaîne de montagnes.

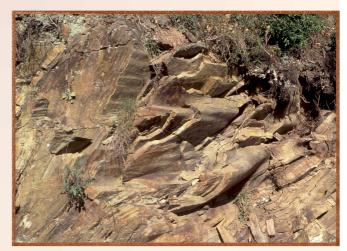


Fig. 1 : Plis dans les micaschistes du massif de Saint Cierge la Serre.

## ROCHES MÉTAMORPHIQUES ET GRANITI-QUES DES PAYSAGES ARDÉCHOIS

Le véritable laboratoire souterrain que constitue une chaîne de montagnes ne serait pas accessible, en surface, s'il n'y avait pas l'érosion. C'est elle qui est responsable de la destruction des reliefs au point de transformer

une chaîne de montagnes en véritable surface plane appelée «pénéplaine» qui dévoile alors le cœur même du laboratoire souterrain. En Ardèche, les vestiges du cœur de ce laboratoire constituent une grande partie de la Montagne ardéchoise, des Cévennes (fig. 2), des Boutières, des Monts du Vivarais et du Piémont vivarois.



Fig. 2 : Contact entre l'Ardèche cristalline, au fond et à droite, et le Bas Vivarais sédimentaire, en contrebas



Fig. 3 : Vallée de la Drobie dans les micaschistes des Cévennes méridionales

Les géologues estiment qu'il a fallu à peu près 15 millions d'années pour dégager une épaisseur de roches de 15 km, soit un ordre de grandeur de la vitesse d'érosion de 1 mm par an. Je dois préciser que la chaîne de montagnes ne mesurait pas 15 km de haut car il faut savoir qu'une chaîne de montagnes en formation est une course contre la montre entre un relief qui monte en permanence et l'érosion qui le

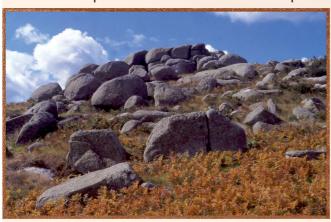


Fig. 4 : Granite à débit en «boules» du plateau de Montselgues

rabote. Il n'est pas possible de détailler toutes les roches métamorphiques et granitiques rencontrées sur le terrain, aussi j'en donne un simple aperçu. Pour plus de détails, il convient de se reporter à des ouvrages de pétrographie ou le dictionnaire de géologie de Raoult et Foucaud.

Schistes, micaschistes et quartzites forment, d'une part, l'essentiel de la Cévenne méridionale entaillée par les vallées profondes de la Beaume et de la Drobie (fig. 3) et d'autre part, le massif de Saint-Cierge-la-Serre, terminaison sud orientale des Boutières, au nord de Privas (Pranles, Les Ollières) et une large bande, parallèle au Rhône, du nord de l'Eyrieux aux environs de Saint Péray.

Les gneiss, mieux cristallisés et plus compacts que les roches précédentes, résistent mieux à l'érosion. Ils donnent alors des reliefs plus marqués dans le paysage. On les trouve, notamment, dans les vallées de la Beaume (Pied de Bœuf, Valgorge), de la Borne (autour de Saint-Laurent-les-Bains), de l'Ardèche (Mayres, Astet), dans les Boutières, au nord du plateau de Vernoux, jusqu'aux abords de Lamastre, dans les Monts du Vivarais (Satillieu, La Louvesc). En plusieurs points, ces roches montrent de gros cristaux déformés en forme d'œil d'où le nom de «gneiss œillé». Elles sont souvent associées à des roches claires, également cristallisées appelée «leptynites». A l'origine, ces roches étaient des grès riches en feldspath ou des laves acides (type rhyolites).

Migmatites et granites sont des roches très cristallines qui se rencontrent pratiquement sur la moitié du département, au nord d'une ligne en arc de cercle passant par Saint-Cirgues-en-Montagne, Jaujac, Les Ollières et Châteaubourg. On les trouve donc sur de grandes étendues de la partie nord de la Cévenne méridionale, de la Haute Cévenne, des

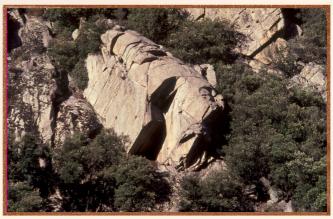


Fig. 5 : Granite tardimigmatitique dans la vallée de l'Eyrieux

Boutières, du plateau de Vernoux et dans le Piémont vivarois (Alboussière, Peaugres). Affectées de très nombreuses fractures liées aux contraintes subies par la région, notamment au moment de la formation des Pyrénées et des Alpes voisines, elles donnent de grands massifs déchiquetés audessus de Montpezat, le long de la Corniche du Vivarais cévenol (haute vallée de la Drobie), dans la vallée de l'Eyrieux pour les migmatites et granites d'anatexie, et des massifs plus structurés avec un «débit en boules» caractéristique comme sur le plateau de Montselgues (fig. 4), dans la vallée de la Beaume, la vallée de l'Eyrieux et de la Glueyres (fig. 5) en Boutières, voire la vallée du Mézayon, près de Privas.

Les amphibolites et vaugnérites, roches métamorphiques de teinte noire, dérivant d'anciennes laves basiques, sont des roches très discrètes dans le paysage car très souvent fortement altérées. En effet, on en trouve sous forme de boules éparses (environs de Mayres, Rocher, Champis, etc.) sauf le long de certaines routes où un affleurement a été dégagé dans un talus (Lamastre, Valgorge, vallée du Doux, sont aussi présentes Elles affleurements plus importants notamment en «couches» dans des massifs autour de Montpezat et en bandes redressées, de plusieurs dizaines de mètres de large, en partie est du département, entre la vallée de l'Eyrieux et Serrières.

Dégradation des roches métamorphiques et granitiques. L'érosion entaille tous les massifs métamorphiques et granitiques en donnant naissance à des gorges plus ou moins profondes. Dans les parties supérieures des nouveaux reliefs, l'action des grands froids du Quaternaire a débité les massifs en de multiples blocs qui s'accumulent sur les pentes sous forme de véritables rivières de rochers, les clapas. D'une façon plus intime, l'action de l'eau sur les minéraux des roches entraîne leur dégradation. transformant les cristallines en une sorte de sable que les géologues appellent «arène» mais qui porte le nom plus local de «gore» ou «sisa». Ce sable est entraîné au bas des pentes par les fortes pluies. Ses grains sont repris par les cours d'eau et transportés loin de leur lieu d'origine. Ainsi, au fil des millions d'années, les fières montagnes ont été grignotées. Leurs débris donnent toutefois naissance à de nouvelles roches, objet du prochain épisode.

### ENTRE LACS ET DELTAS : DU CARBONIFÈRE AU TRIAS (300 - 200 Ma)

#### LES LACS DU CARBONIFÈRE

Alors que la chaîne hercynienne est vigoureusement attaquée par l'érosion, des lacs occupent les parties basses du relief. C'est dans ces lacs que se déposent, au Carbonifère, de grandes quantités d'éléments arrachés aux montagnes, des plus fins (argiles et sables) aux plus grossiers (galets et blocs). Ces sédiments donnent naissance, par consolidation ou cimentation naturelle, à des bancs irréguliers sédimentaires des roches détritiques consolidées : argilites, grès, conglomérats (voir pour plus de détails les roches du Trias). Au bord des lacs, dans des zones marécageuses et sous un climat chaud et humide, la végétation luxuriante avec, notamment, fougères et des prêles géantes qui pouvaient atteindre une trentaine de mètres de haut (Sphenopteris, Alethopteris, Calamites, Equisetum, Lepidodendron, etc.) (fig. 7). Ce cortège végétal est régulièrement détruit lors



Fig. 7 : Fougères du Carbonifère ardéchois (Réserves du Musée de Privas, collection Dalmas)



Fig. 6 : Affleurement de couches de charbon et de grès du Carbonifère dans les environs de Prades

de phases d'affaissement périodiques du fond (phénomène de subsidence). L'accumulation de la matière organique, enfouie sous des apports de sédiments, est à l'origine des couches de charbon intercalées dans les niveaux détritiques. Ces couches ont été exploitées dans les régions de Prades-Jaujac (fig. 6) et de Banne, du XVIII<sup>e</sup> au début du XX<sup>e</sup> siècle (Naud, 2000). Dans la première de ces régions, les formations du Carbonifère constituent un ensemble d'affleurements qui se développent dans la dépression orientée Est-Ouest, de La Souche à Lalevade d'Ardèche. Ils sont recouverts, au niveau de Jaujac, par le cône volcanique strombolien de la Coupe de Jaujac. A Banne et dans les environs, le Carbonifère offre de très larges affleurements de part et d'autre de la rivière de Gagnières, de Brahic au nord, à Malbosc, au sud. Il s'agit, en fait, de la terminaison nord du grand bassin houiller d'Alès-La Grand'Combe, dans le Gard. Dans les deux régions, les terrains du Carbonifère reposent sur les terrains cristallins qui constituent un véritable socle. Leur base est souvent constituée par un épais conglomérat à gros blocs de roches cristallines du cœur de la chaîne des montagnes hercyniennes. En outre, ces terrains montrent des déformations tectoniques évidentes avec redressement de couches à la verticale, plissement et failles diverses. On comprend mieux les difficultés rencontrées lors de l'exploitation du charbon. A noter que le Carbonifère a été rencontré dans d'autres régions de l'Ardèche sédimentaire mais uniquement à l'occasion des forages profonds comme ceux réalisés en 1958-59 à Vallon, en 1959-60 à Villeneuve de Berg, en 1990 à Balazuc ou encore à l'occasion prospections liées à mine la Largentière.

# UN RÉGIME CONTINENTAL AGRESSIF : LE PERMIEN

Après le Carbonifère qui inaugure un épisode continental de la vie de l'Ardèche, le Permien est une période assez particulière. Entre 300 et 250 Ma, un climat très agressif libère le fer qui teinte largement de rouge la plupart des sédiments formés à ce moment là. Dans le paysage, quelques petits lacs subsistent dans un relief nettement adouci. Les environs de Largentière sont le seul endroit d'Ardèche ou nous pouvons rencontrer des affleurements de cet âge (Naud, 1985 a, b). L'ensemble des affleurements ne dépasse toutefois guère 5 km²

(vallées de La Lande, de la Ligne, du Roubreau). Les faciès rencontrés se répartissent en plusieurs groupes de couches d'extension et d'épaisseur irrégulières dans lesquelles dominent : des conglomérats à éléments de roches cristallines, parfois de grande taille (50 cm de diamètre pour certains blocs); des grès fins à grossiers (arkoses fréquentes); argilites et silts rouges, verts ou noirs avec traces d'activité biologique (terriers et pistes d'animaux fouisseurs) ; shales noirs et niveaux dolomitiques rares. Vers le Nord et le Nord Est, le Permien se termine en biseau sous le Trias qui, un peu plus loin, repose directement sur le socle cristallin. En profondeur, il s'enfonce vers le Sud-Est. C'est par sondage qu'il est également connu en plusieurs points de l'Ardèche sédimentaire (Villeneuve, Vallon, Balazuc, etc.).

#### LE TRIAS, DÉBUT DE L'ERE SECONDAIRE

Un paysage au Trias : plaine côtière, lagunes et oueds. Au Trias, époque qui dure de 250 à 203 Ma environ, la chaîne hercynienne d'Ardèche n'est plus représentée que par quelques bosses activement érodées alors que des cours d'eau rappelant les oueds, par leur fonctionnement, charrient de arandes quantités de sables et de limons arrachés aux derniers reliefs et les étalent sur l'ensemble de la région. Ces cours d'eau se jettent dans une mer qui n'est pas très loin mais au-delà des limites de ce qui deviendra le département. Dans la vaste plaine côtière qui borde cette mer, se développent des lagunes entourées d'une végétation assez diversifiée qui attirent de nombreux animaux dont des reptiles. Ce paysage semble sympathique mais encore fautil savoir comment on a pu le reconstituer à partir des observations de terrain.

Répartition des formations du Trias. Géographiquement, les affleurements de Trias se rencontrent dans tout le Piémont cévenol et la partie méridionale des Hautes Cévennes (des Vans au Col de l'Escrinet), en limite méridionale des Boutières (Pranles, Creysseilles, Lyas) et isolés dans deux secteurs particuliers : le plateau de Montselgues, au nord-ouest des Vans et le plateau de Vernoux. Tous ces affleurements ne sont que les restes modestes des vastes épandages qui recouvraient, à l'époque, la totalité de l'Ardèche et s'étendaient même au-delà, sur une grande partie de la France. D'une manière simplifiée,

les formations du Trias peuvent être regroupées en trois grands ensembles superposés sur une épaisseur pouvant varier entre 100 et 300 m, bien marqués dans le paysage : grès et conglomérats divers à la base ; argilites et dolomie plus tendres à l'érosion, en partie médiane ; grès, conglomérats, argilites et niveaux irréguliers de dolomie au sommet (Synthèse géologique du Sud-Est de la France, 1984 ; Guide du géologue en Ardèche, 1990).

Les roches du Trias. Les grès et les conglomérats sont, respectivement, d'anciens sables et bancs de graviers et de galets consolidés par un ciment naturel. Ils forment des bancs grossiers (fig. 8), souvent épais, qui peuvent être comparés aux langues de sables et de galets que l'on voit dans nos rivières. De tels

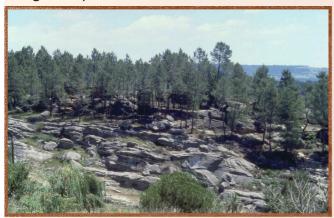


Fig. 8 : Bancs de grès des environs de Saint Julien du Serre

bancs se retrouvent, en de nombreux endroits, comme à Vernon ou à Banne, dans lesquels l'érosion sculpte des formes parfois surprenantes: gargouilles, mamelons, etc. C'est l'examen attentif d'un banc de grès qui nous permet de comprendre le mode de dépôt du sable qui lui a donné naissance. En effet, les bancs apparaissent formés de couches obliques qui sont la preuve d'un dépôt par un cours d'eau à proximité ou au niveau d'un delta. Ainsi, les grandes quantités de sable arrachées à l'ancienne chaîne de montagnes ont bien été transportées par des cours d'eau et déposées ensuite dans de vastes zones proches de la mer. Les argilites sont des argiles compactées en petites plaquettes, accumulées sur plusieurs mètres d'épaisseur (fig. 9). De teinte lie-de-vin, verte, noire ou ocre, elles encadrent un gros banc de dolomie ocre qui est une roche essentiellement formée de dolomite, carbonate double de calcium et magnésium. Les argilites se forment dans de grandes étendues d'eau calme tandis que la dolomie peut avoir deux origines. Pour celle de la partie médiane, son origine marine est attestée par la présence de quelques débris d'animaux marins (écailles de poisson). Pour la dolomie de la partie supérieure, son origine est liée à des phénomènes pédologiques. Des circulations d'eau ont favorisé le remplacement de la silice par de la dolomie (Oujidi, 1986). De beaux affleurements de ce type de roche sont visibles à Théraube, entre Les Vans et Payzac.



Fig. 9 : Argilites et dolomie du Trias dans les environs de Payzac

Les preuves de l'existence de lagunes au **Trias**. Une lagune se caractérise par une eau saumâtre d'origine marine qui s'évapore régulièrement en provoquant la cristallisation de sel. Si l'assèchement dure suffisamment, les boues du fond de la lagune se craquellent à la manière des boues séchées et craquelées d'une petite mare. Ces figures sont malheureusement bien connues dans le Sahel africain où ces fentes affectent aussi le sol lors des grandes sécheresses. Ces fentes, dites de «dessication», constituent un réseau remarquable qui peut se fossiliser lorsqu'un apport de sable rapide remplit les fentes qui n'ont pas eu le temps de se résorber par gonflement des argiles en présence d'eau. sable. cimenté Le naturellement en grès, réalise alors un moulage du réseau de fentes qui se trouve conservé à la base du petit banc de grès superposé aux argiles. Par ailleurs, un examen attentif d'un affleurement d'argilites nous fait découvrir, à la surface de petites couches de grès très fins intercalées, de petites formes géométriques cubiques qui sont d'anciens cristaux de sel transformés en silice insoluble, identiques à ceux retirés, de nos jours, des marais salants. En outre, très souvent, l'allure de la surface d'une couche est ondulée ce qui nous évoque, tout de suite, les petites vaguelettes que l'on rencontre sur les plages lorsque la mer se retire. Ainsi, fentes de dessiccation, cristaux de sel et vaquelettes fossilisées nous prouvent que l'eau ayant permis le dépôt des argilites était salée et qu'elle s'évaporait régulièrement. C'est le fonctionnement typique d'une lagune. Ainsi, au Trias, l'Ardèche est représentée par un vaste delta parsemé de lagunes avec, à un moment donné, une petite invasion de la mer proche.

Les reptiles du Trias ardéchois. Si vous vous promenez du côté de Payzac, votre regard sera attiré par des flèches qui portent la mention «Dinosaures». Laissez-vous faire et suivez la piste, elle vous conduira chez un particulier (Max Grancier) qui traque les empreintes de reptiles que l'on trouve sur des dalles de grès du Trias. Il en a une très belle collection qu'il a constituée en prospectant de nombreux affleurements du Trias de la région et en recueillant les dalles portant ces empreintes (Rigollot et Huyon, 2007). Ces empreintes appartiennent, au dire des spécialistes, à une vingtaine d'espèces différentes dont les plus anciens dinosaures connu à ce jour sur Terre (Gand et al., 2005). Ces empreintes qui apparaissent en relief et non en creux, ce qui est une curiosité supplémentaire, peuvent constituer de véritables pistes. Une piste permet de préciser la grandeur du pas de l'animal qui a laissé ses empreintes dans le sable humide du bord des lagunes. A partir de ces données et d'autres, les spécialistes arrivent à déterminer l'allure de l'animal. C'est ainsi que le bestiaire du Trias comprenait non seulement des dinosaures mais également des crocodiliens. Il y avait des espèces carnivores (dont le célèbre Coelurosaurichnus Grancieri) et d'autres qui ne mangeaient que des végétaux, particulièrement abondants au bord des lagunes (Courel et Demathieu, 2000). En Ardèche, les fossiles végétaux de cette époque sont rares et mal conservés mais suffisamment nets pour savoir que la végétation était bien présente. Pour avoir plus d'information sur les végétaux de cette époque (Voltzia, Equisetites, Schizoneura, etc.) il faut se déplacer dans d'autres régions comme les Vosges où les restes de plantes fossiles sont très nombreux et bien conservés (Grauvogel-Stamm, 1978).

Les paysages actuels sur les terrains du Trias. Les terrains du Trias constituent ce que j'appelle «le pays des grès» où l'habitat ancien est bien homogène grâce à la qualité des matériaux de construction naturels, notamment les grès, et où l'occupation des sols a longtemps suivi la répartition naturelle des formations du Trias. Les parties inférieures et supérieures du Trias, riches en grès et conglomérats en bancs parfois

massifs mais aux sols pauvres, sont des étendues peu favorables aux cultures sauf à celle du châtaignier. Malheureusement, le déclin de la châtaigneraie a entraîné l'invasion de l'espace par une végétation avide de silice comme certains pins, des bruyères et des fougères. Ainsi, une des caractéristiques paysagères majeure des niveaux de grès et conglomérats du Trias est la couverture de conifères. Dans la partie médiane, le paysage est tout autre. En effet, les argilites et la dolomie donnent des sols plus riches avec argiles, calcium, magnésium, etc. En outre, les eaux de pluie qui pénètrent dans les grès fracturés superposés aux argilites, sont arrêtées au niveau de ces dernières car elles sont imperméables. Des sources apparaissent ce qui permet alors l'installation de l'habitat. Avec des sols riches, les cultures se développent et des prairies permettent l'élevage. Ainsi, d'une façon simplifiée, le Trias est une grande bande cultivée et habitée encadrée par deux bandes de pinèdes. A noter que l'habitat actuel n'ayant plus les mêmes contraintes que celui d'autrefois, les pinèdes sont, à leur tour, colonisées par des habitations.

# Relations des formations du Trias et des roches de l'ancienne chaîne de montagnes.

Pour être relativement complet sur le Trias, il est intéressant de préciser les relations qui existent entre ses formations et les terrains cristallins de l'ancienne chaîne de montagnes. Au moment de leur dépôt, les sables, graviers et galets s'étalent principalement sur les roches cristallines complètement aplanies (et, plus localement, sur les roches sédimentaires du Permien et du Carbonifère). Un dépôt des formations du Trias sur roches cristallines s'observe bien dans la vallée du Chassezac, où un banc de grès repose en «discordance»,



Fig. 10 : Contact par faille entre le socle cristallin (à gauche) et le Trias (à droite) dans les environs de Planzolles

comme disent les géologues, sur des micaschistes inclinés (fig. 10). Toutefois, dans de nombreux cas, le contact entre Trias et roches cristallines résulte d'une faille c'est à dire une grande cassure qui sépare en deux blocs un ensemble de terrains avec effondrement d'un bloc par rapport à l'autre. Dans les environs de Planzolles et tout le long du Piémont cévenol, le contact par faille montre un décalage vertical très net dans le paysage. Il justifie les lacets que doit faire la route pour gravir cette grande marche d'escalier naturelle. Ce décalage peut atteindre plusieurs centaines de mètres (700 à 800 m entre Les Vans et Montselgues, plus de 1 000 m dans la vallée de l'Ouvèze près de Privas). La partie surélevée a été le lieu d'une érosion plus importante que la partie affaissée. Il s'en est suivi la suppression presque totale, sur la partie surélevée, de l'ancienne couverture de terrains sédimentaires dont ceux du Trias. De rares témoins comme sur le plateau de Montselgues ou à Vernoux, sont là pour nous prouver que ces formations avaient bien recouvert ces régions et, on le sait par ailleurs, une grande partie du Massif Central. Mais avant que cette grande faille appelée «faille des Cévennes» provoque l'abaissement de tout le Bas-Vivarais sédimentaire par rapport à l'Ardèche cristalline, un autre épisode de l'histoire géologique de l'Ardèche va se produire. Il s'agit de l'invasion de tout le territoire par une mer franche.

## LA MER ARDÉCHOISE (200 – 87 Ma)

La mer qui a occupé l'Ardèche pendant au moins 120 Ma, pendant tout le Jurassique et une grande partie du Crétacé, a permis la formation, après le Trias, de l'essentiel des terrains sédimentaires qui constituent ce que l'on appelle classiquement «le Bas-Vivarais» et dans lesquels dominent calcaires et marnes. Pour saisir les grands traits de cette histoire, nous sommes obligés de plonger et d'observer ce qui se passe sous l'eau. C'est ainsi que nous allons découvrir une succession des périodes très différentes dont je présente, maintenant, les principaux caractères.

# UNE HISTOIRE MARINE COMPLEXE AU JURASSIQUE INFÉRIEUR

Avec le début du Jurassique, c'est une

invasion marine généralisée que vit l'Ardèche. Les rivages proches, au début, s'éloignent rapidement vers le Nord, une grande partie du Massif Central se trouvant alors sous les eaux. L'étude des roches formées à partir des sédiments déposés dans cette mer dévoile une histoire complexe au début du Jurassique (Giot et al., 1991). Les fonds sous-marins sont très instables car un océan est en train de se former entre les vieilles Alpes ardéchoises érodées et la région qui deviendra les Alpes actuelles. De pendant nombreuses failles actives sédimentation apparaissent, entraînant la formation de «blocs basculés» ce qui donne naissance à un assemblage de bassins sousmarins (Privas, Aubenas, Uzer, etc.) et de hautsfonds comme celui du secteur du Col de l'Escrinet actuel (Baubron et al. 1989; Elmi, 1983). Au tout début du Jurassique inférieur (Hettangien), les couches de sédiments glissent vers le fond des bassins et donnent des bancs désorganisés (slumping) bien visibles à Saint-Julien-du-Serre (fig. 11). Dans les parties hautes se développent des récifs coralliens car la mer, chaude, bien oxygénée et agitée, se trouve sous climat tropical. Plus tard, des éléments arrachés aux roches cristallines encore affleurantes et aux formations du Trias, donnent naissance, dans les bassins, à des calcaires gréseux, parfois conglomératiques et à des calcaires riches en accidents siliceux (chailles) bien connus de part et d'autre du col de l'Escrinet (affleurements du Sinémurien et du Pliensbachien du Béal près de Veyras, Vesseaux, etc.). Dans les zones de hauts fonds la sédimentation est très réduite voire absente comme au col de l'Arénier ou au col de l'Escrinet. Une telle géographie des fonds sous marins et une telle dynamique de la sédimentation explique la complexité de la cartographie des formations du Jurassique inférieur non seulement ardéchois mais encore de toute la bordure cévenole.



Fig. 11 : Glissement sous-marin affectant les sédiments calcaires de l'Hettangien (Jurassique inférieur) à Saint-Julien-du-Serre

### UNE HISTOIRE MARINE FRANCHE DU JURASSIQUE MOYEN AU CRÉTACÉ INFÉRIEUR

Un bref retour au calme. Les apports en silice dans le milieu marin continuent au début du Jurassique moyen (Bathonien) provoquant la formation de calcaires siliceux. Ces derniers, une fois altérés, ne contiennent pratiquement plus que de la silice. Ils forment alors une sorte d'éponge rocheuse connue, entre Vesseaux et Saint-Etienne de Fontbellon, sous le nom de «mortain» et où ils constituent un domaine privilégié pour les châtaigneraies. C'est avec le Jurassique moyen que le calme revient dans la région donnant une sédimentation marneuse importante (Callovien). Les marnes, mélange intime de calcaire et d'argiles, plus facile à éroder que les calcaires, forment des vastes (Saint-Priest) bassins ou zones dépressionnaires comme à Vesseaux, Uzer, Joyeuse, etc. Elles donnent des terrains souvent ravinés sur lesquels les sols et la végétation ont du mal à se maintenir (fig. 12). Ces formations contiennent des témoignages de la vie marine de l'époque, notamment de petites ammonites formées de pyrite et, plus surprenant, des reptiles de grande taille comme le crocodile marin de 6 m de long, pratiquement complet, trouvé en 1986, par Roger Meucci de la Société géologique de l'Ardèche, et dont un moulage peut se voir à la mairie de Lachapelle sous Aubenas, lieu de la découverte. C'est aussi de cette époque que date le célèbre gisement fossilifère de La Voulte-sur-Rhône avec, notamment, ses crustacés, requins et autres poulpes.



Fig. 12 : Les marnes du Jurassique moyen à Lachapelle sous Aubenas

Du Jurassique supérieur au début du Crétacé: une nouvelle période agitée. Le calme de la fin du Jurassique moyen ne dure pas et dès le Jurassique supérieur les fonds marins sont perturbés. L'instabilité est d'abord

modérée et se traduit par la formation de calcaires grumeleux en bancs de plus en plus épais au fur et à mesure que l'on remonte dans la série. Ensuite, dans la partie haute du Jurassique supérieur et le Berriasien (premier étage du Crétacé), des glissements de bancs entiers de boues calcaires partiellement indurées, sont provoqués par une instabilité des fonds sous-marins. Les bancs peuvent se déliter complètement et former de véritables conglomérats calcaires. On comprend alors que les coupes géologiques que l'on peut réaliser à la limite Jurassique-Crétacé, soient différentes d'une région à l'autre, indiquant des perturbations plus ou moins importantes selon les lieux. C'est particulièrement net au niveau du Berriasien dont le site de référence international (stratotype) se trouve à Berrias (Naud et Reboulet, 2007). Les calcaires du Jurassique supérieur (fig. 13) et de la base du Crétacé forment un ensemble de bancs plus ou moins épais au sein desquels une assise plus importante porte le nom de «calcaires de Païolive». Celle-ci, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur et de teinte blanche, constitue un repère dans la stratigraphie ardéchoise car elle forme un escarpement, souvent en forme de couronne, qui se repère de loin dans les paysages (Rompon, Saint-Priest, Auriolles, etc.).



Fig. 13 : Les calcaires du Jurassique supérieur au confluent de la Ligne et de l'Ardèche

C'est cette même assise qui donne naissance, par érosion karstique, au célèbre bois de Païolive où un relief ruiniforme avec lapiaz, clochetons, diaclases profondes et autres formes animalières, s'étend sur plusieurs dizaines d'hectares. Un tel type d'érosion se retrouve en d'autres endroits mais avec un développement un peu moins spectaculaire (Lavilledieu, Lussas, etc.). Les calcaires du Jurassique supérieur forment également tous les plateaux qui, des bords du Rhône (Le

Pouzin) confins méridionaux aux du département (Saint Paul le Jeune), sont appelés Les Gras. Couverts d'une végétation arbustive (chênaie et garrique), ils sont entaillés par quelques défilés remarquables comme celui de l'Ouvèze au Pouzin, de l'Ardèche à Vogüé, Balazuc et Ruoms, du Chassezac entre Chassagne et Mazet Plage ou encore de la Beaume à Labeaume. Ces calcaires ont été activement exploités en carrières dans plus d'une vingtaine de localités dont les plus importantes, à la fin du XIX<sup>e</sup> et au début du XX<sup>e</sup> siècle ont été Chomérac, Vogüé et Ruoms.

Le reste du Crétacé inférieur : un nouveau cycle marnes-calcaires. Dès la fin du Berriasien, la sédimentation devient marneuse. Le Valanginien, avec son millier de mètres d'épaisseur de marnes donne des paysages où alternent des zones de ravinement très importantes (Rochessauve, Mirabel. Rochecolombe, Grospierres, etc.) et des zones de culture (plaines de Lussas, Alba, Valvignères, etc.). La succession, dans le paysage, de terrains tendres (marnes) et plus résistants à l'érosion (calcaires) donne naissance à un typique relief «en cuestas». Ainsi, après les combes et les plaines marneuses du Crétacé inférieur, nous avons un ressaut au niveau des alternances de petits bancs de calcaire et de marne de l'Hauterivien et de la base du Barrémien (Villeneuve de Berg) avant de retrouver des calcaires massifs, représentés, d'une part, par les fameux calcaires urgoniens du vaste secteur développé entre Vallon Pont d'Arc, Saint-Remèze, Bourg Saint Andéol et Orgnac et, d'autre part, par les calcaires des bords du Rhône, dans les environs de Cruas. L'urgonien est un ensemble dans lequel prédominent, sur près de 300 m d'épaisseur, des calcaires massifs dont l'étude minutieuse permet d'en constater



Fig. 14 : La «cathédrale», dans les calcaires urgoniens des gorges de l'Ardèche

la diversité (fig. 14). Il s'agit, principalement, de calcaires formés en milieu récifal, lorsque l'Ardèche se trouvait sous un climat tropical et que les fonds marins correspondaient à ce que les océanographes appellent une plate forme. Cette dernière était parsemée de petits récifs, non seulement en Ardèche mais également à l'emplacement de la Charteuse et du Vercors au nord et d'une grande partie de la Provence, au sud. Beaucoup de ces calcaires sont caractérisés par la présence de restes de ces lamellibranches fossiles, «cousins» des huîtres et appelés «rudistes» (fig. 15). On peut en observer de très



Fig. 15 : Rudistes dans le calcaire urgonien des Gorges de l'Ardèche

beaux sur des affleurements, le long de la route des gorges de l'Ardèche, au niveau du cirque de la Madeleine. Enfin, il faut rappeler que ces calcaires forment un vaste plateau couvert d'une très dense garrique à base de chênes verts entaillé par les «gorges de l'Ardèche» sur près de 27 km. La rivière y décrit de nombreux méandres dont ceux du Pas du Mousse et du Pont d'Arc, cette arche naturelle creusée par la rivière dans le pédoncule du méandre. La forte épaisseur de calcaire a permis développement de nombreuses grottes dont certaines ont servi de véritables sanctuaires à l'époque préhistorique (grotte Chauvet pour ne citer que la plus célèbre). Les calcaires de Cruas sont du même âge que les calcaires urgoniens mais signent un milieu marin plus profond, largement ouvert sur la haute mer. Ils sont à grain fin et riches en silice d'où la présence, à certains niveaux, de nombreux rognons de silex. Ces calcaires ont été largement utilisés, comme pierre de taille, dans les constructions de la région et de la vallée du Rhône. Ils étaient exploités dans des carrières semi-souterraines comme dans le vallon de Crûle, à Cruas, et ce depuis au moins le Moyen Age. La fin du Crétacé inférieur est marquée par la proximité du rivage avec des dépôts de marnes riches en

oursins et des sables jaunes (Aptien supérieur) bien visibles au Teil dans la montée du Château.

## LA MER EN PARTANCE, AU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Au Crétacé supérieur la mer se fait de plus en plus discrète. Elle ne subsiste que dans de petits golfes comme au Teil et dans le secteur de Salavas et Vagnas. Les dépôts sont sableux, argileux mais localement quelques récifs à Rudistes ont encore pu s'installer comme à Vagnas où les Hippurites, d'âge coniacien, ont été asphyxiées par les apports de sable du continent. Vers 87 Ma (fin du Coniacien), il n'y a plus trace de la mer puisque les premières formations du Santonien sont continentales : marnes, sables rouges, conglomérats et lignite (Chedhomme, 1983). L'Ardèche devient continentale et le restera, à quelques détails près, jusqu'à nos jours.

## APRÈS LE DÉPART DE LA MER (87 - 12 Ma)

Après son histoire marine, l'Ardèche devenue continentale est encore le théâtre d'évènements géologiques importants. A la fin du Crétacé, se forment, au Sud, les Pyrénées et les reliefs provençaux tandis qu'au Tertiaire apparaissent, tout d'abord, les grands fossés d'Alès et de Valence puis la chaîne des Alpes. L'Ardèche enregistre ces évènements soit sous forme de dépôts conglomératiques, argiles rouges et rares calcaires lacustres (Bessas, Vagnas dans le Sud ; Rochemaure et Charmes en vallée du Rhône), soit sous forme de multiples fractures et failles et, dans le Bas Vivarais, par quelques plis en chevron (massif calcaire entre la plaine de Grospierres et la région de Banne). C'est aussi à la fin de cette période que l'ensemble de l'Ardèche cristalline se soulève par rapport au Bas Vivarais qui s'effondre. La partie soulevée perd, par érosion, sa couverture de roches sédimentaires et la grande marche d'escalier que l'on gravit aujourd'hui pour passer du Bas-Vivarais en Montagne ardéchoise résulte, nous l'avons déjà dit, de ce grand mouvement général (dans le détail, la succession des évènements est beaucoup plus complexe). L'activité des Alpes a une autre conséquence importante pour l'Ardèche puisque de celle-ci découle, en quelque sorte, les volcans qui vont parsemer son territoire.

### LE FESTIVAL DES VOLCANS (12 Ma - 15 000 ANS)

Alors que les Alpes surgissent et grandissent, le Massif Central voit apparaître les premiers volcans. L'Ardèche ressemble à une vaste plaine parcourue de nombreux cours d'eau et parsemée de lacs développés, d'une part, sur les terrains cristallins qui donneront Cévennes. Boutières, Pays des Sucs et Plateau de Vernoux et, d'autre part, sur les terrains sédimentaires qui évolueront en Piémont cévenol et Bas Vivarais. Les cours d'eau se jettent dans une mer qui se situe plus au Sud. La découverte de nombreux fossiles végétaux et animaux dans les formations lacustres et fluviatiles associées aux volcans permet de reconstituer le couvert végétal de l'époque avec toute sa diversité (étendues herbeuses et forêts) et la faune qui y vivait dont toutes sortes d'animaux aujourd'hui disparus de la région ou de la surface de la Terre comme les *Anancus*, cousins très éloignés des éléphants, les tigres à dents de sabre, les tapirs, etc.

C'est à partir de 12 Ma, au Miocène supérieur, que les premiers volcans ardéchois se manifestent à l'emplacement du Pays des Sucs. Ensuite, entre 8 et 6 Ma, les volcans se développent aussi au sud-est et forment le massif du Coiron. Après une période de calme relatif, vers 2 Ma, c'est la Montagne ardéchoise que revit une poussée volcanique avec le grand massif du Devès qui s'étend jusqu'aux environs de Coucouron. Une nouvelle période de calme pourrait faire croire que les volcans sont éteints. Mais, il y a quelques dizaines de milliers d'années seulement, alors que le visage de l'Ardèche est très proche de celui qu'on lui connaît aujourd'hui et que les premiers ardéchois occupent le territoire, une nouvelle flambée volcanique ébranle la Haute Cévenne, Les Boutières, le Pays des Sucs et, à nouveau, la Montagne ardéchoise. C'est l'ensemble de ce festival auguel ont participé plusieurs centaines de volcans que je vous invite à suivre maintenant.

#### **LE PAYS DES SUCS**

Le Pays des Sucs, tout autour du Mont Mézenc et du Gerbier de Jonc (fig.16), a connu une histoire volcanique qui s'est étalée sur, environ, 6 Ma. Il montre plusieurs types de volcans dont l'activité, la forme et les produits émis sont liés à la nature de la lave. Tous les



Fig. 16 : Au pays des sucs phonolitiques : Gerbier, Mézenc et Sara

reliefs qui émergent au-dessus des roches cristallines sont des volcans qui ont créé une vaste carapace entaillée et morcelée par l'érosion (Mergoil et Boivin, 1993).

Les basaltes : premières laves, fluides. Dans un premier temps, les laves sont fluides. Elles donnent une roche noire appelée «basalte». En s'échappant des cônes volcaniques dont l'allure est celle du Stromboli italien, d'où le nom de «cône strombolien», elles remplissent tous les creux du relief, dont les anciennes vallées. Plusieurs émissions successives entraînent un empilement de coulées que l'érosion va bien dégager comme à Saint Clément. Cet empilement forme alors une sorte de grand escalier dont chaque marche est une coulée découpée en grands prismes sous l'effet du refroidissement (voir le paragraphe sur les jeunes volcans).

Une activité explosive associée. Au Mézenc, l'activité explosive de certains volcans a pulvérisé la lave sous forme de granules qui, en retombant tout autour du volcan, ont formé des dépôts parfois très épais. Les granules encore chauds se sont soudés pour donner une roche particulière appelée «tuf volcanique». L'allure «pain d'épices» de ces tufs est due au fait qu'une partie du matériel volcanique s'est altérée en un produit jaune, appelé «palagonite», sous l'influence de l'eau présente au moment des éruptions et qu'une partie des granules a conservé sa teinte sombre. Dans la région du Mézenc, ces tufs volcaniques constituent une grande partie des Rochers de Cruzet. Ils sont appelés «triffou» et ont été utilisés dans un certain nombre constructions dont l'église de Saint Clément (nef et abside notamment) (fig. 17). Lorsque les éléments sont plus gros (scories) il peut se former des amas soudés à chaud appelé «brèches». Ces brèches sont utilisées dans certaines constructions.

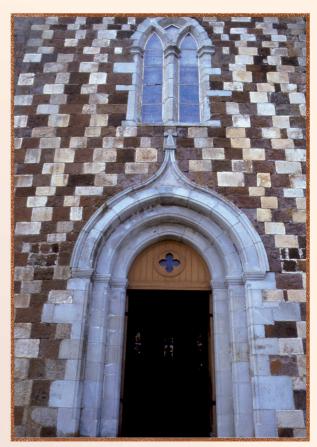


Fig. 17 : Façade polychrome (granite, trachyte et brèche basaltique) de l'église de Borée

Des laves visqueuses : trachytes et phonolites. Après l'épisode basaltique, de nouvelles éruptions se produisent mais les laves ne sont plus fluides mais visqueuses à très visqueuses. Il s'agit des trachytes et des phonolites. Si le trachyte qui est une roche volcanique gris clair donne encore quelques rares coulées, la phonolite elle, de teinte gris foncé, est trop pâteuse et ne donne que des dômes et des pitons, à l'endroit même de son arrivée en surface. Ce sont ces édifices qui forment, dans le paysage, la plupart des reliefs appelés «sucs» d'où le nom de cette entité paysagère retenue, à juste titre, dans le cadre du Parc naturel régional (PNR) des Monts d'Ardèche. Leur mode de mise en place a provoqué l'orientation des cristaux donnant à la lave sa structure planaire. Une telle disposition favorise le débit de la roche en dalles utilisées comme «lauzes». Ces dalles qui glissent les unes sur les autres quand on fait l'ascension des sucs comme le Gerbier de Jonc, émettent des sons. C'est pourquoi cette roche s'appelle «phonolite» (du grec «phonos» qui veut dire son et «lithos» qui veut dire pierre). Les sucs hérissent toute la région avec pour chefs de file, le Gerbier de Jonc et le Mont Mézenc. Alentour, c'est toute une armée qui les accompagne, que ce soit sur le plateau avec le Mont Fol et ses voisins (Sépou, Sépounet, Taupernas, Lauzière) ou du côté des Boutières avec Sara, les Roches de Borée, le Rocher de Pialoux etc. Bien que l'érosion ait entamé les édifices mis en place, la forme actuelle est assez proche des édifices originels. La phonolite a été utilisée pour la couverture des constructions, sous forme de lauzes, malgré un poids qui varie de 250 à 350 kg au m<sup>2</sup>, ce qui nécessite de très robustes charpentes. Le trachyte, quant à lui, a été largement utilisé pour la réalisation, entre encadrements d'ouvertures. autres. des L'association des divers matériaux locaux (granites, «brèches», triffou et trachyte) crée un remarquable effet polychrome (église de Borée).

#### LE PLATEAU DU COIRON

Le Coiron : un modèle d'inversion de relief. Entre 8 et 6 Ma environ, le volcanisme se développe également vers le Sud-Est, au niveau du Coiron. Entièrement basaltique, ce plateau en forme de feuille de chêne s'étend du Col de l'Escrinet, au nord-ouest, à Rochemaure, aux bords du Rhône, au sud-est. Il sépare les bassins de Privas-Chomérac au nord et d'Aubenas-Alba au Sud. Les formations volcaniques, notamment les laves basaltiques très fluides, se sont mises en place dans un ancien réseau hydrographique creusé dans les roches sédimentaires du Bas-Vivarais (principalement calcaires du Jurassique supérieur au nord-ouest, marnes et calcaires argileux du Crétacé, au sudest). Le témoignage de ce réseau est représenté par une couche d'alluvions fluviatiles qui est conservée sous la coulée de base du massif, en de très nombreux endroits du rebord sud du plateau (Mirabel, Montbrun, Saint Pons etc.). Les nombreux galets de roches cristallines montrent que ces alluvions ont été déposées par un cours d'eau qui venait des Cévennes et se jetait dans la mer proche, au niveau de Rochemaure (Naud, 1981). La position en hauteur des formations volcaniques montre qu'une inversion du relief s'est produite, ce qui était vallée étant devenu montagne et réciproquement. L'érosion poursuit son œuvre destructrice puisque les fronts de falaise s'écroulent régulièrement et alimentent de nombreux éboulis, tout autour du massif, tant au nord (Rochessauve, Alissas, Saint Priest, etc.) qu'au sud (Mirabel, Saint Jean le Centenier, Saint Pons, etc.). Parfois, les morceaux arrachés aux falaises ont une taille de plusieurs dizaines de mètres cubes comme au hameau des Rochers ou à la ferme du Baumier de Mirabel.

Les points de sortie. Les laves et autres produits volcaniques ont été amenés en surface par trois grands types de volcans. Le premier correspond aux cônes stromboliens dont la superstructure a complètement disparu. Il ne reste, en relief, que le remplissage de la cheminée dégagé par l'érosion (fig. 18) sous forme de culots ou necks (Sceautres, Montbrun, Saint Pons, etc.). Le deuxième type est le volcan fissural. Il s'agit, en fait, d'un alignement de



Fig. 18 : Le neck de Sceautres

petits cônes stromboliens sur une fissure ou une arrivée massive de lave au niveau de cette fissure. Le témoignage qui reste de ce type est le très grand nombre de filons de basalte ou dykes (plus de 200 répertoriés) dégagés par l'érosion, tant dans le massif (Coulet de la Soulière, col de l'Escrinet, etc.) qu'à sa périphérie (Alba, Privas, Saint Priest, Vesseaux, etc.) (fig. 19). Ces filons peuvent avoir plusieurs centaines de mètres de long voire, pour



Fig. 19 : Dyke (filon) basaltique dans produits d'explosion au Vernet (Coiron)

quelques uns, plus d'un kilomètre. Le troisième et dernier type est représenté par les cratères d'explosion ou maars (voir paragraphe sur les jeunes volcans). Certains de ces cratères ont rejeté, lorsque de l'eau était abondante sur le site des éruptions, des matériaux pulvérisés sous forme de coulées de boues (lahars) avec dépôts tout autour du cratère (Goulet de La Soulière). De toutes ces observations il résulte que les volcans du Coiron devaient se compter par centaines.

Les produits émis. Les produits les plus abondants sont les laves qui ont donné des coulées (fig. 20). Au Coiron, elles sont toutes de nature basaltique. A certains endroits, on peut observer la superposition d'une dizaine de coulées. Leur épaisseur est variable, de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres (Mirabel). Elles montrent souvent une très belle prismation, débit classique des coulées basaltiques (voir les jeunes volcans). Entre les coulées il est possible de trouver des niveaux de débris d'explosion formant des couches de cendre, de granules (lapillis) et de scories. Au moment de la mise en place des coulées, les gaz et fluides émis ont altéré les dépôts de cendres qui se retrouvent coincé entre deux coulées. Ces dépôts prennent alors l'allure d'une couche rouge. Une fois altérée en argile, cette couche rouge constitue un écran imperméable aux eaux souterraines et favorisent l'apparition de sources.

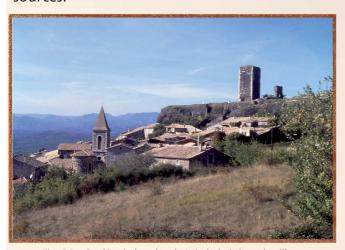


Fig. 20 : Coulée de basalte de Mirabel abritant le village

Les produits associés. Aux formations volcaniques sont associées des sédiments fluviatiles et lacustres. Les premiers correspondent aux alluvions des anciens cours d'eau qui existaient avant les éruptions (sud de massif ou au nord avec la Payre ancienne) et qui ont livré un dur combat contre les coulées de

lave, les recouvrant, localement, de nouveau dépôts. Ces dépôts sont conservés entre plusieurs coulées et à plusieurs niveaux du Sud du massif (Mirabel, Montbrun, Saint Pons, etc.). Les sédiments lacustres sont associés à des cratères d'explosion bien développés au nord du massif : montagne d'Andance à Saint Bauzile, montagne de Berguise à Saint Martin sur Lavezon, Mont Charay près de Saint Priest, etc.). Ces sédiments sont essentiellement des diatomites, roches formées par l'accumulation de milliards et milliards de restes d'algues siliceuses, les diatomées. C'est dans les sédiments au grain très fin (diatomites, limons) qu'ont pu être conservés de nombreux restes de plantes et d'animaux contemporains des éruptions (Naud et Suc, 1975 ; Mein et al., 1983; Samuel, 1994).

Les alentours II faut rattacher à la période du Coiron, un ensemble de volcans dont on retrouve les vestiges sur les crêtes qui séparent, d'une part les vallées du Mézayon et de l'Auzenne, et, d'autre part, la Haute Cévenne et les Boutières, depuis le col de l'Escrinet à celui de La Fayolle. Dans ces secteurs on rencontre des empilements de coulées comme à Pourchères ou à Creysseilles, de remarquables vestiges de necks à Sarasset ou de dykes, à Ajoux et de puissants cratères d'explosion (volcan des Chirouzes à Pranles). Il me faut aussi rappeler les divers necks et dykes rencontrés en pays sédimentaire tant dans le bassin de Privas qu'au sud du Coiron, d'Alba à Vesseaux.

#### LES VOLCANS DU DEVÈS

C'est dans la région de Coucouron et de la vallée de la Loire, en aval d'Issarlès, que l'on trouve quelques édifices (cônes stromboliens appelés «Gardes» et coulées de lave appartenant à l'épisode volcanique du Devès caractérisé par deux phases éruptives brèves respectivement datée à 2 et 1 Ma (Berger, 1998). Cet épisode volcanique est peu représenté en Ardèche alors qu'il est très développé en Haute Loire.

#### LES JEUNES VOLCANS D'ARDÈCHE

Pourquoi «jeunes volcans»? Quelle que soit la méthode de datation utilisée (carbone 14 ou thermoluminescence des plagioclases) les volcans du haut bassin de l'Ardèche et de ses affluents ainsi que certains du haut bassin de la Loire et des Boutières ont moins de 130 000 ans. Les plus récents peuvent avoir un peu plus de 15 000 ans selon les uns (Berger, 1998) ou

47 000 ans selon les autres (Guérin, 1983). Quoi qu'il en soit, à l'échelle des temps géologiques, s'agit de jeunes volcans dont les manifestations ont certainement effrayé les ardéchois préhistoriques qui assistaient au spectacle. Etant donné l'âge «récent» de ces formations, leurs vestiges sont bien conservés, principalement sous forme de cônes stromboliens (fig. 21), coulées de lave et cratères d'explosion.



Fig. 21 : Cône strombolien de Jaujac

L'édification d'un volcan strombolien. Un volcan strombolien qui donne de très beaux spectacles nocturnes se compose d'un cône constitué de débris de lave riches en bulles ou scories, expulsés du cratère à l'occasion de nombreuses explosions (fig. 22). Certaines scories ont des formes particulières et sont appelées «bombes» (en fuseau lorsqu'elles sont torsadées, en «bouse de vache» lorsqu'elle sont aplaties, etc.). La répétition des explosions entraîne la superposition de couches de scories, alternativement grossières et fines, et la formation d'un cône de plus en plus important.

Fig. 22 : Structure interne du cône strombolien de Thueyts

Accompagnant les éruptions, des projections plus fines sont projetées plus loin et plus haut et forment des nuages de cendres. Au centre du cône il y a le cratère dans lequel la lave peut former un véritable lac. Les cônes stromboliens montrent une particularité qui est une forme non pas parfaitement circulaire mais en «fer à cheval» avec une partie ouverte d'où le nom de cratère «équeulé». C'est par cet endroit que la lave s'est échappée pour former une coulée. On dénombre une dizaine de cônes stromboliens dont certains très bien conservés. Parmi les plus évidents citons les coupes de Jaujac, d'Aizac, de la Fialouse, la Gravenne de Montpezat, le volcan de Cherchemus. La Gravenne de Thueyts n'est plus bientôt qu'un souvenir à cause de l'exploitation de la pouzzolane (autre nom des scories basaltiques sous forme de graviers).

L'écoulement de la lave. Echappées par l'équeulement des cônes stromboliens, la lave basaltique, très fluide, s'est écoulée dans les vallées de l'époque, vallées dont le visage est très proche de celui actuel (fig. 23). C'est ce qui explique que les coulées sont étroites et sinueuses, plus ou moins longues selon le volume de lave disponible. Ainsi, avec ses 23 km, la coulée de la Coupe de la Fialouse est une des plus longues de France. Les rivières ont souvent retaillé les coulées jusqu'au niveau de leur ancien lit. C'est le cas à Jaujac, à Thueyts, à Montpezat ou encore dans la vallée de la Loire. Parfois, la coulée de lave n'a pas été entièrement recoupée par la rivière. Il s'ensuit la formation de cascades remarquables comme celle du Ray Pic, dans la vallée de la Bourges. Côté Boutières, les coulées ont été très morcelées par les cours d'eau et il n'en reste que quelques vestiges dans les vallées de La Saliouse ou de L'Azette.



Fig. 23 : Coulée basaltique du château de Pourcheyroles à Montpezat

Lorsque deux coulées de lave se rencontrent, la première peut faire barrage à la seconde qui va devenir très épaisse. C'est le cas de la coulée de Jaujac arrêtée par une coulée du volcan du Souilhol et dont l'épaisseur atteint 40 m. Parfois, la quantité de lave est suffisante pour que la seconde coulée passe par dessus la première. C'est le cas de la coulée du Souilhol qui passe par dessus celle du Ray-Pic à Pont-de-Labeaume. Dans les deux cas, il est possible de faire de la chronologie relative c'est-à-dire de déterminer quelle coulée est la plus ancienne et quelle est la plus récente. C'est ainsi que l'on peut établir la succession suivante : coulée du Ray Pic plus ancienne que la coulée du Souilhol qui est plus ancienne que la coulée de Jaujac. Si l'on veut avoir une information plus précise sur l'âge des laves, il faut utiliser des méthodes de datation plus sophistiquées comme celles évoquées précédemment voire d'autres comme l'étude du magnétisme ancien fossilisé dans les laves ou «paléomagnétisme» (Rochette et al, 1993). C'est ainsi que l'on peut préciser que la coulée du Ray Pic est plus vieille que celle du Souilhol de 25 000 ans environ. Souvent, entre deux coulées, nous trouvons un d'alluvions de la rivière qui avait repris ses droits entre les deux éruptions. C'est ce que l'on observe au barrage de Pont de Veyrières, entre la coulée du Ray Pic et celle de la Gravenne de Montpezat ou à Pont de Labeaume, entre les coulées du Ray Pic et du Souilhol.

Le débit de la lave : un concert d'orques. Une coulée de basalte montre, de bas en haut, une succession de structures bien nettes : semelle de scories, avec vraie colonnade, coulée entablement, fausse colonnade et nouvelle zone de scories, pour les principales. La vraie colonnade est la plus spectaculaire car formée d'un ensemble de prismes verticaux appelés aussi «orgues». Ces structures résultent du refroidissement de la lave. Elles sont présentes dans toutes les coulées du bassin de l'Ardèche et de ses affluents (Lignon, Fontaulière, Volane, Besorgues, etc.).

L'origine du basalte. Si on regarde un basalte de près, il est fréquent de trouver, dans un fond de roche gris à noir où très peu de cristaux isolés sont visibles, des amas arrondis de cristaux verts. Il s'agit de «nodules de péridotites» (fig. 24). Les péridotites sont des roches qui forment la partie située sous la croûte terrestre, appelée «manteau». Ces nodules ont été remontés par la lave et



Fig. 24 : Nodule de péridotites dans lave basaltique

correspondent soit à des morceaux arrachés à la partie supérieure du manteau par une remontée profonde de magma basaltique soit à un résidu du manteau dont la fusion partielle a donné le magma basaltique. Certaines laves contiennent plus de nodules que d'autres. C'est le cas de celle du Ray Pic. Cette abondance de nodules de péridotite montre que la lave n'a pas résidé longtemps dans un réservoir magmatique, sorte de chaudron souterrain, dans lequel un magma peut rester un certain temps et évoluer (c'est ce qui s'est passé au pays des sucs où l'évolution d'un magma basaltique initial a donné naissance à des basaltes bien sûr mais ensuite à des trachytes et à des phonolites).

Les éruptions phréatomagmatiques : le combat du feu et de l'eau. Il nous reste à évoquer une manifestation volcanique qui fait partie des plus violentes. Il s'agit des éruptions phréatomagmatiques c'est-à-dire provoquées par la rencontre du magma brûlant, à plus de 1 000°C, et de l'eau arrivant de la surface par des fissures. Au contact, l'eau qui peut être celle d'un ancien lac, d'une rivière ou d'une nappe souterraine, est tout de suite mise en surpression et sa détente provoque de très violentes explosions avec projection dans l'air d'une grande quantité de roches broyées, laves mais aussi roches constituant les terrains dans lesquels la lave s'est insinuée. Les éléments les plus gros se déposent autour du cratère sous forme d'une roche compacte mais très hétérogène appelée «brèche d'explosion». Les éléments les plus fins sont projetés dans l'atmosphère où ils peuvent rester plusieurs jours et où, déplacés par des courants d'altitude, ils feront plusieurs fois le tour de la Terre. Les éléments fins sont également emportés latéralement sous forme de nuages brûlants dont la température peut atteindre plusieurs centaines de degrés et la vitesse

plusieurs centaines de kilomètres à l'heure. Ces nuages sont des nuées ardentes. Lorsque ces courants perdent de leur puissance, les éléments se déposent sous forme de fines couches qui s'empilent au gré des nombreuses explosions. Ces dernières se produisent tant que de l'eau et de la lave sont disponibles. A la fin de ce type de manifestations volcaniques, le cratère dit d'explosion, est un vaste trou béant que les géologues appellent un maar (à ne pas confondre avec une mare). Ce trou peut se remplir d'eau ce qui donne un lac au contour parfaitement circulaire comme celui d'Issarlès dont le diamètre atteint 1,5 km et la profondeur 138 m. Ce trou peut également être comblé par des sédiments et d'autres produits volcaniques si un volcan strombolien prend le relais du maar comme à la Vestide du Pal où cinq cônes stromboliens donnent de petits reliefs dans le cratère lui-même. Des cratères d'explosion de ce type se sont développés un peu partout dans la province volcanique ardéchoise et à toutes les époques. En effet, on les retrouve aussi bien dans la région du Mézenc et du Devès que dans celles du Coiron ou des Jeunes volcans (Echamp près de Borée, dans les Boutières, Coupe de la Fialouse, etc.). C'est donc pratiquement une constante de ce volcanisme basaltique.

#### POURQUOI DES VOLCANS EN ARDÈCHE ?

Les volcans d'Ardèche ne sont pas isolés. Ils font partie d'un ensemble beaucoup plus vaste qui se développe en Haute-Loire et au-delà, jusqu'au Cantal. Du Cantal partent aussi vers le Nord, le grand axe des volcans de la chaîne des Puys et vers le Sud, celui qui, par l'Aubrac et l'Escandorgue, rejoint les bords de la Méditerranée à Agde. Tout cet ensemble s'est mis progressivement en place au fur et à mesure que les Alpes surgissaient à l'endroit où la plaque européenne plonge sous la plaque africaine. Un étirement de la croûte à l'arrière a favorisé le développement des grandes fractures et le plongement de la plaque européenne a fait fluer la partie supérieure du manteau vers des zones moins pressurées, donc à la périphérie de la zone de surrection de la chaîne des Alpes. Une remontée thermique dans cette zone a entraîné une fusion partielle du manteau avec production de magma basaltique qui a pu atteindre la surface en empruntant les grandes fractures et fissures (Nehlig *et al.*, 2001; Merle et Michon, 2001).

Bien que l'explication de l'origine du volcanisme français et celui de l'Ardèche en particulier que je viens de présenter ne soit pas entièrement admise par tous les géologues, on peut se poser la question de savoir si ce volcanisme est aujourd'hui éteint. La réponse semble simple : puisque le mécanisme qui a donné naissance au volcanisme, à savoir la formation des Alpes, n'est pas complètement arrêté car les Alpes continuent à se former, il n'y a aucune raison pour que les conséquences de cette activité aient disparues. Le volcanisme serait donc toujours actif mais là encore, nous parlons à l'échelle des temps géologiques.

#### EN GUISE DE CONCLUSION

L'histoire que je viens de raconter est, évidemment, incomplète. Elle représente un raccourci de l'évolution géologique de cette région de France si riche en témoignages de la vie lointaine de notre planète. Pour être plus complet, il faudrait évoquer les eaux minérales si nombreuses dans la partie cristalline de l'Ardèche, les ressources minières et les matériaux utilisés par l'homme depuis qu'il s'est installé sur le sol du département, aux époques préhistoriques. Il faudrait aussi donner l'évolution du visage de l'Ardèche au cours du Quaternaire avec le creusement progressif des vallées pour aboutir au visage actuel. Ce sera l'objet d'articles dans les numéros suivants de notre nouvelle revue. En attendant, j'espère informations déjà données que les constitueront un cadre suffisant pour vos révisions géologiques ou pour une première initiation.



#### **BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE**

- · BAUBRON J.C., ELMI S., GENTHON P., GIOT D., DE MARSILY G., MILLION R., ROURE F. et THOUVENOT F. (1989)
  Forages scientifiques de l'Ardèche. Travaux préliminaires, projet de forage et programme de recherche.

  Doc. B.R.G.M., n° 176, 108 p.
- · BERGER E.T. (1998) Au pays des jeunes volcans d'Ardèche. Journées de formation du CDT Ardèche, 42 p.
- · CHEDHOMME J. (1983) Mine de Vagnas. Etude du gisement de schistes bitumineux de Vagnas-Salavas. Rapport Soc. géol. Ardèche, 42 p.
- · COUREL L. et DEMATHIEU G. (2000) Une nouvelle ichnoespèce *Coelurosaurichnus* grancieri du Trias supérieur de l'Ardèche, France. Geodiversitas, 22, 1, pp. 35-45.
- · ELMI S. (1983) La structure du Sud-Est de la France : une approche à partir de la bordure vivaro-cévenole du Massif Central. C.R. Acad. Sci., II, t. 296, pp. 1615-1620.
- · GAND G., DEMATHIEU G., GRANCIER M. et SCIAU J. (2005)
  Les traces dinosauroïdes du Trias supérieur français : discrimination, interprétation et comparaison.
  Bull. Soc. Géol. France, 176, n° 1, pp.69–79.
- · GIOT D. et 31 co-auteurs (1991)

  Dynamique d'une marge passive jurassique : les principales étapes du rejeu de la faille d'Uzer révélées par le forage de Balazuc n° 1 (Ardèche, France). Programme Géologie Profonde de la France.

  C.R. Acad. Sci., Paris, II, 313, pp. 1463- 1469.
- · GRAUVOGEL-STAMM L. (1978) La flore du Grès à Voltzia (Bundsandstein supérieur) des Vosges du Nord (France). Morphologie, anatomie, interprétation phylogénétique et paléogéographique. *Mém. Soc. Géol. France*, n° 50, 225 p.
- · GUERIN G. (1983)
  La thermoluminescence des plagioclases, méthode de datation du volcanisme. Applications au domaine volcanique français : Chaîne des Puys, Mont Dore et Cézallier, Bas Vivarais.
  Thèse Univ. Pierre et Marie Curie, 258 p.
- · LEDRU P., LARDEUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOCH J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J. et PLOQUIN A. (1989) Où sont les nappes dans le Massif central français ?

  Bull. Soc. géol France, 8, V, n° 3, pp. 605-618.
- · MEIN P., MEON H., ROMAGGI J.P. et SAMUEL E. (1983a) La vie en Ardèche au Miocène supérieur d'après les

La vie en Ardèche au Miocène supérieur d'après les documents trouvés dans la carrière de la Montagne d'Andance

Nouv. Archéo. Muséum Hist. Nat. Lyon, suppl. n° 21, pp. 37-44.

· MERGOIL J. et BOIVIN P. (1993) Le Velay. Son volcanisme et les formations associées. Géologie de la France, n° 3, 96 p.

- · MERLE O. et MICHON L. (2001) Interprétation du rift du Massif Central. Géologues, n° 130-131, pp. 92-94.
- · NAUD G. et SUC J.P. (1975) Contribution à l'étude paléofloristique des Coirons (Ardèche) : premières analyses polliniques dans les alluvions sous-basaltiques et interbasaltiques de Mirabel (Miocène supérieur). Bull. Soc. Géol. France, (7), XVII, n° 5, pp. 820-827.
- · NAUD G. (1981) Histoire du combat mené au cours du Miocène supérieur par la rivière Ardèche, contre les manifestations volcaniques du Coiron. Rev. Soc. Enf. Amis Villeneuve de Berg, nouv. sér. n° 36, pp. 19-28.
- · NAUD G. (1985) Quelques données sur le Permien. Bull. Soc. Géol. Ardèche, n° 77, p.7-10.
- · NAUD G. (1985) **Le Permien de Largentière (Ardèche)** *Bull. Soc. Géol. Ardèche*. n° 77, p. 19-21.
- NAUD G. (1990)
   Découverte géologique des environs de Largentière.
   In «Guide du géologue en Ardèche», n°4, 114 p.
- · NAUD G. (2000) Formation, composition et avenir du gisement de charbon de Prades-Jaujac. Mém. Ardèche, Temps Présent, Pays d'Ardèche, Vallées de la Cévenne ardéchoise du Nord. p. 67-73.
- · NAUD G. et REBOULET S. (2007 à paraître) Le stratotype de Berrias (Ardèche, France) : Référence géologique internationale de l'étage Berriasien. Cahier de Païolive (à paraître).
- · NEHLIG P., BOIVIN P., DE GOER DE HERVE A., MERGOIL J., PROUTEAU G. et THIEBLEMONT D. (2001) **Les volcans du Massif Central.** *Géologues*, n° 130-131, pp. 66-91.
- · OUJIDI M. (1986) Etude de la formation bariolée dans le nord de l'Ardèche. Exemple d'altération dans les grès du Trias supérieur. D.E.A., Univ. Claude Bernard, Lyon, 27 p.
- · RIGOLLOT C. et HUYON J.P. (2007) Sortie à Payzac, jeudi 8 novembre 2006. Bull.Soc. géol. Ardèche, n° 214, pp. 3-6.
- · ROCHETTE P., BERTRAND H., BRAUN C. et BERGER E.T. (1993)
  La province volcanique Pléistocène supérieur du Bas Vivarais (Ardèche, France): propagation de fentes crustales en échelon?
  C.R. Acad. Sci., 316, pp. 913-920.
- · SAMUEL E. (1994) Un site lacustre au Miocène supérieur : la Montagne d'Andance à St Bauzile. *Bull. Soc. géol. Ardèche*, n° 163, pp. 2-17.
- · SYNTHESE GEOLOGIQUE DU SUD-EST DE LA FRANCE (1984) Mém. B.R.G.M., n° 125 (divers articles).